Kőzettani bizonyítékok a kéreg kivékonyodására a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen[1]

DÉGI JÚLIA[2], *TÖRÖK KÁLMÁN*[2,3]

A Pannon-medence miocén extenzióját megelőzően vastag kéreg volt jellemző, amelyet a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen a bazalt és piroklasztitjai által felszínre hozott gránát granulit xenolitok képviselnek. A Sabar-hegyről és Szentbékkálláról származó mintákon petrográfia, ásványegyensúlyok, termobarometria és fluidzárvány-vizsgálatok segítségével követtük a kőzetben lezajlott folyamatokat, melyekből az alsó kéregben lejátszódott p–T változásokra következtettünk. Számításaink szerint a kéreg maximális vastagsága az extenzió előtt 48–55 km, azt követően kb. 30 km volt. Ebből β = 1,6–1,8-as kéregkivékonyodási tényező adódik, amely alátámasztja HUISMANS et al. [2001] eredményeit. Kimutattuk, hogy az alsó kéreg hőmérséklete az extenzió során 100–300 °C-ot emelkedett, és akár az 1170 °C-ot is elérhette. Mindemellett azt is bizonyítottunk, hogy az extenzió előtt és azt követően is CO_2-gazdag fluidumok uralták az alsó kérget.

A kéreg kivékonyodásának folyamatára és mértékére vonatkozó eredményeinket a metamorf kőzettanban használatos módszerekkel nyertük, amelyek függetlenek a medencefejlődési modellek megalkotásakor alkalmazott tektonikai és geofizikai módszerektől, ezért alkalmasak azok ellenőrzésére, pontosítására.

J. DÉGI, K. TÖRÖK: Petrographic evidence of crustal thinning in Bakony–Balaton Highland Volcanic Field

Prior to its Miocene extension, the Pannonian Basin was characterized by a thick crust, which is represented by garnet granulite xenoliths in the Bakony–Balaton Highland Volcanic Field. We followed the processes which occured in the rock on crustal xenoliths from Sabar-hegy and Szentbékkálla by the means of petrography, mineral equilibria, geothermobarometry and fluid inclusion studies. From this we could conclude to the p–T changes, which took place in the lower crust during the extension. According to our results the thickness of the crust was 48–55 km prior to the extension and at about 30 km after it. It follows that the crustal thinning factor was β = 1.6–1.8, which confirms the results of HUISMANS et al. [2001]. We have shown 100–300 °C temperature rise in the lower crust during the extension. The temperture could reach 1170 °C. In addition we proved that CO_2-rich fluids dominated the lower crust before and after the extension too.

Our results on the process and scale of crustal thinning are based on methods used in metamorphic petrology, which are independent on tectonical and geophysical methods used for modelling of basin evolution, so they can be adapted for controlling and refining extensional models of the Pannonian Basin.

Bevezetés

Az elmúlt évtizedek tektonikai, geofizikai kutatásaiban nagy hangsúlyt kapott a Pannon-medence fejlődéstörténetének jobb megismerése, az extenziós esemény(ek) és okainak vizsgálata [pl. MITUCH, POSGAY 1972; POSGAY et al. 1986, 1991; HORVÁTH 1993; HUISMANS et al. 2001]. A modellezés sikere szempontjából döntő tényező a kéreg extenzió előtti vastagságának ismerete. Erre vonatkozóan az alsó kéreg kőzeteinek kőzettani és geokémiai vizsgálata szolgáltathat hasznos információt. Ilyen típusú kőzetanyag Magyarországon a felszínről és fúrásból nem ismert, de vulkáni tevékenység során xenolitként felszínre kerülhet.

A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni területen előforduló alsó kéreg eredetű granulit xenolitok részletes vizsgálatával először EMBEY-ISZTIN és társai [1990] foglalkoztak. Megállapították, hogy az alsó kéregből származó bázisos granulitok 0,7–1,1 GPa nyomáson és 900 °C-nál magasabb hőmérsékleten képződtek. Vizsgálataikból arra a következtetésre jutottak, hogy a geofizikai és a kőzettani Moho nem feltétlenül esik egybe. TÖRÖK [1994] a Szentbékkálláról származó gránát granulit gránátja körül megjelenő szimplektit és a nyomáscsökkenés kapcsolatára mutatott rá ásványegyensúlyok és termobarometriai vizsgálatok alapján. KEMPTON et al. [1997] geokémiai vizsgálatokkal megállapították, hogy a bázisos alsó kéreg óceáni ív mögötti medencére jellemző tholeiites olvadék, valamint idős prekambriumi alsó kéreg keveredéséből képződött. EMBEY-ISZTIN et al. [2003] és DOBOSI et al. [2003] szerint a bázisos alsó kéreg vastagsága az alpi orogenezis során a 40–50 km-t is elérhette. Számításaik szerint a gránát granulit képződési nyomása sabar-hegyi és mindszentkállai mintákban 1,0–1,4 GPa, hőmérséklete 800–950 °C volt, míg a Szentbékkálláról és Szigligetről származó gránát granulitok 1,2–1,5 GPa nyomáson, 1035–1051 °C-on képződtek. A geokémiai és izotópgeokémiai vizsgálatok alapján az alsó kérget óceáni kéreg akkréciójából származtatják.

Ebben a tanulmányban az extenzió nyomait vizsgáltuk Sabar-hegyről és Szentbékkálláról származó gránát granulit xenolitokon. Ásványegyensúlyok és geotermo-barometria segítségével meghatároztuk a gránát granulitok keletkezé-

[1] A 2004. március 20-án Sárospatakon, az Ifjú Szakemberek Ankétján elhangzott első díjas előadás

[2] Eötvös Loránd Tudományegyetem Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Litoszféra Fluidumkutató Laboratórium, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c., e-mail: degij@freemail.hu

[3] Magyar Tudományos Akadémia Környezetfizikai és Geofizikai Kutatócsoport, Eötvös Loránd Tudományegyetem Geofizikai Tanszék, H-1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c., torokklm@freemail.hu

sének p–T körülményeit és ebből kiszámítottuk az extenzió előtti kéreg vastagságát. A kéreg kivékonyodása során lejátszódott folyamatok egyes régi ásványok átalakulását, olvadását, valamint új ásványtársulások képződését eredményezték. Ezek az ásványos összetételbeli változások a petrográfiai jellemvonások alapján sorrendbe állíthatók és minden állomáshoz nyomás és/vagy hőmérséklet rendelhető. Az elvégzett fluidzárvány-vizsgálatok további bizonyítékot szolgáltatnak a kéreg kivékonyodására és emellett információt nyújtanak az alsó kéregben jelenlevő fluidumok összetételéről is.

1. Földtani háttér

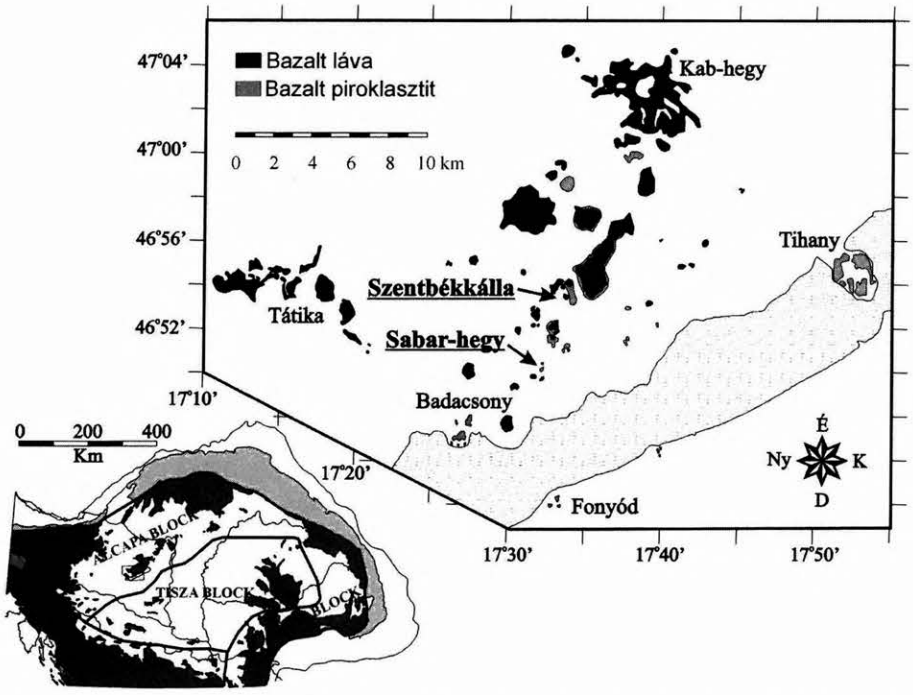
A Pannon-medence jórészt vastag neogén-kvarter üledékekkel kitöltött, mediterrán típusú ív mögötti medence vékony litoszférával (60–70 km) és vékony kéreggel (25–31 km) [MITUCH, POSGAY 1972; POSGAY et al. 1986, 1991]. A medencét, melynek kezdetben vastag kérge és litoszférája volt, valószínűleg két fő extenziós esemény hozta létre [STEGENA et al. 1975; HORVÁTH 1993; HUISMANS et al. 2001]:

1. A kora miocén során (18–14 M éve) bekövetkezett korai extenziót a Kárpáti ív mentén zajló visszagördülő (roll back típusú) szubdukció eredményezte.
2. A második extenziós fázis a késő miocén során (12–11 M éve) kialakult asztenoszféra felboltozódás hatására jött létre.

A visszagördülő szubdukció folyamán a kivékonyodás közel azonos volt a kéregben és a köpenyben ($\beta = \delta = 1{,}4$–$1{,}6$), míg a második fázis során a kéreg megnyúlása ($\beta = 1{,}1$) a köpenyéhez viszonyítva ($\delta = 4{,}0$–$8{,}0$) elhanyagolható volt [HUISMANS et al. 2001].

A szubdukciót intenzív mészalkáli vulkanizmus kísérte a Pannon-medence peremi területein [SZABÓ et al. 1992], míg a második fázist tipikus, lemezen belüli OIB típusú alkáli bazaltok pontszerű megjelenése követte [pl. EMBEY-ISZTIN et al. 1993].

A tanulmányozott terület egy, a Pannon-medence nyugati részén található alkáli bazaltos vulkáni mező, a Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület része *(1. ábra)*. Ezen a területen 7,5 és 2,8 M év között folyt vulkáni tevékenység [BALOGH et al. 1980; BALOGH et al. 1986], mely nagy mennyiségben szolgáltatott alkáli bazaltot, illetve piroklasztitot.



1. ábra. A Bakony–Balaton-felvidék vulkáni terület egyszerűsített térképe [JUGOVICS 1969, módosítva: HARANGI 2001]

Fig. 1. Simplified map of Bakony–Balaton Highland Volcanic Field [after JUGOVICS 1969, modified by HARANGI 2001]

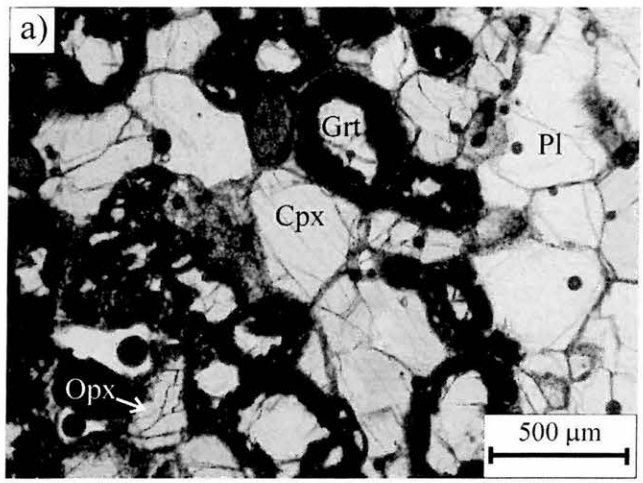
Az általunk vizsgált két lelőhely (Sabar-hegy és Szentbékkálla) sajátossága, hogy az alkáli bazalttufa nagy mennyiségű, változatos összetételű és eredetű kőzetzárványt tartalmaz. Alkáli bazalt töredékek, felső köpeny eredetű ultrabázisos kőzetek, klinopiroxén megakristályok, bázisos granulitok (beleértve a gránáttartalmúakat is), üledékes eredetű granulitok, buchitok, paleozoós, igen kisfokú–kisfokú metamorfózist szenvedett kőzetek (fillitek, kvarcitok, kristályos mészkövek), permi homokkövek és riolitok, mezozoós karbonátok, valamint pliocén homokkövek egyaránt megjelennek zárványként.

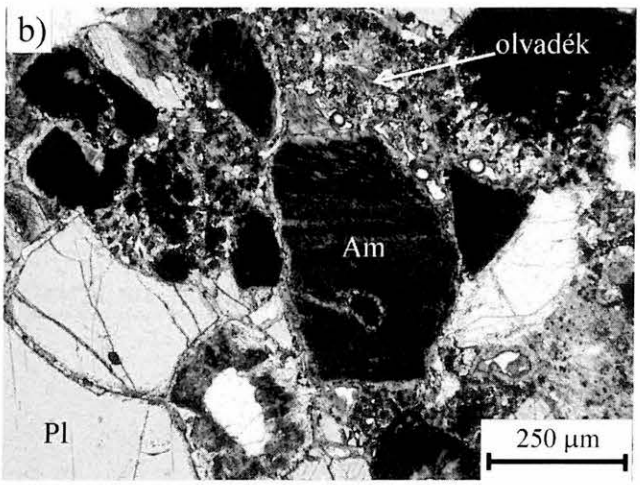
2. Petrográfia

Az általunk vizsgált gránát granulit xenolitok általában gránátból, földpátból és klinopiroxénből állnak, de tartalmazhatnak ortopiroxént, amfibolt vagy szkapolitot is *(2a. ábra)*. Amfibol kizárólag a sabar-hegyi mintákban jelenik meg. Kisebb mennyiségben egyéb járulékos elegyrészek (pl. apatit, rutil, szfén, Fe–Ti-oxidok, kvarc, kalcit stb.) is előfordulnak.

A fő kőzetalkotó ásványok sajátalakúak, általában egyenes szemcsehatárral, egyes helyeken 120 fokos szögben érintkeznek egymással, ami egyidejű, egyensúlyi ásvány-

képződésre utal. A gránát granulit kőzetalkotó ásványai — a szkapolit kivételével — kölcsönösen előfordulnak egymásban zárványként.





2. ábra. A gránát granulit mikroszkópi képe. A gránátot sötét átalakulási szegély övezi (*a*), az amfibol deformált, olvadt szegélye felülírja a szemcsehatárokat (*b*). Rövidítések: Am—amfibol, Cpx—klinopiroxén, Grt—gránát, Opx—ortopiroxén, Pl—plagioklász

Fig. 2. Photomicrograph of garnet granulite. Garnet is surrounded by dark reaction corona (*a*), amphibole is deformed, its molten rim overwrites the grain boundaries (*b*). Abbreviations: Am—amphibole, Cpx—clinopyroxene, Grt—garnet, Opx—orthopyroxene, Pl—plagioclase

A gránátok körül a mikroszkópi képen jellegzetes, sötét színű átalakulási szegély látható, egyes esetekben az átalakulás az egész gránátot felemészti (2a. ábra). A pásztázó elektronmikroszkópos felvételeken egyértelműen kiderül, hogy az átalakulási szegély kisméretű ásványok féregszerű összenövése, ún. szimplektit. A szimplektiteken belül két különböző ásványtársulás különíthető el:

1. Anortit + spinell + Al-ortopiroxén szimplektit, mely közvetlenül a gránátra nő *(3. ábra).* A

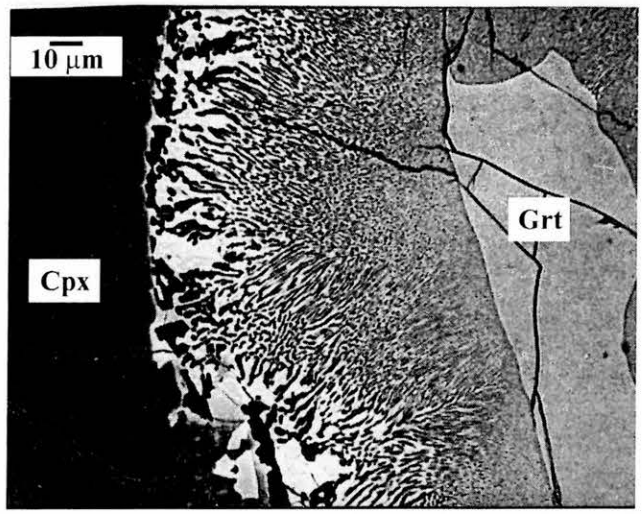
   gránát = Al-gazdag ortopiroxén + anortit + spinell

   gránátszétesési reakció termékének tekinthető. A szimplektit általában finomszemcsés, de esetenként durvaszemcsés, átkristályosodott.
2. Anortit + olivin ± olvadék ± spinell szimplektit *(4. ábra)*, mely általában az első típusú szimplektitre nő, de egyes szentbékkállai mintákban az első típusú szimpletitet, illetve a gránát reliktumot átszelő késői erekben található.

   Az amfibolok gyakran mutatják erős deformáció és/vagy az olvadás jeleit. Az olvadás során keletkezett

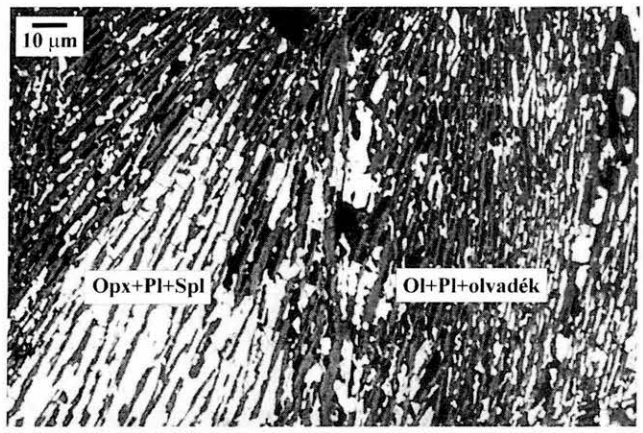
   plagioklász + klinopiroxén + Fe–Ti-oxidok + olvadék ± ± spinell ± ortopiroxén ± olivin

   összetételű reakciótermék néhol felülírja az amfibol és a kőzetalkotó ásványok között húzódó eredetileg egyenes vonalú szemcsehatárokat (*2b. ábra*).



3. ábra. Az első típusú szimplektit visszaszórt elektronképe. Rövidítések: Cpx—klinopiroxén, Grt—gránát

Fig. 3. BSE image of type 1 symplectites. Abbreviations: Cpx—clinopyroxene, Grt—garnet



4. ábra. A második típusú szimplektit visszaszórt elektronképe. Rövidítések: Opx—ortopiroxén, Ol—olivin, Pl—plagioklász, Spl—spinell

Fig. 4. BSE image of type 2 symplectites. Abbreviations: Opx—orthopyroxene, Ol—olivine, Pl—plagioclase, Spl—spinel

3. Ásványkémia

Az egyes ásványfázisok kémiai (főelem) összetételét AMRAY 1810I típusú, EDS detektorral felszerelt elektronmikroszondával mértük az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszékén. Standardként természetes és szintetikus ásványokat alkalmaztunk, a kémiai összetétel számításánál ZAF korrekciót végeztünk. Az *1. táblázat* tartalmazza a különböző szöveti helyzetben megjelenő ásványtípusok kémiai összetételét.

	Grt	Grt	Fp1	Fp2	Fp3	Fp3	Fp4	Cpx1	Cpx2	Opx1a	Opx1b	Opx2	Opx3	Am	Am	Cpx1	Cpx2	Opx1a	Opx1b	Opx2	Opx3	Am	Am
SiO_2	38,2	39,3	55,7	47,9	45,2	43,9	47,9	49,3	44,8	50,7	49,5	46,4	52,1	41,5	38,9	49,3	44,8	50,7	49,5	46,4	52,1	41,5	38,9
TiO_2	0,2	0,0	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,9	1,8	0,3	0,7	0,1	0,4	3,9	1,7	0,9	1,8	0,3	0,7	0,1	0,4	3,9	1,7
Al_2O_3	22,6	22,2	27,3	33,0	34,5	35,6	31,8	5,2	9,8	1,9	7,2	6,4	2,2	14,1	17,0	5,2	9,8	1,9	7,2	6,4	2,2	14,1	17,0
FeO_t	23,6	21,0	0,0	1,2	1,4	1,3	0,9	8,8	12,1	22,4	19,9	28,9	17,3	10,9	13,5	8,8	12,1	22,4	19,9	28,9	17,3	10,9	13,5
MnO	0,8	0,5	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,2	0,3	0,2	0,4	1,1	0,8	0,2	n. d.	0,2	0,3	0,2	0,4	1,1	0,8	0,2	n. d.
MgO	6,9	10,2	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	13,7	12,7	23,6	20,5	14,9	24,9	13,1	13,5	13,7	12,7	23,6	20,5	14,9	24,9	13,1	13,5
CaO	8,1	6,1	9,9	15,4	17,9	19,0	16,7	20,4	17,9	1,1	2,1	1,6	2,0	11,2	11,5	20,4	17,9	1,1	2,1	1,6	2,0	11,2	11,5
Na_2O	n. d.	n. d.	6,0	2,9	1,1	0,0	2,3	0,6	0,3	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	2,5	1,1	0,6	0,3	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	2,5	1,1
K_2O	n. d.	n. d.	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,9	1,6	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,9	1,6
Total	**100,6**	**99,3**	**99,2**	**100,5**	**100,1**	**99,8**	**99,6**	**99,3**	**99,9**	**100,2**	**100,3**	**99,4**	**99,6**	**98,3**	**98,7**	**99,3**	**99,9**	**100,2**	**100,3**	**99,4**	**99,6**	**98,3**	**98,7**
Si	2,94	2,99	2,53	2,20	2,09	2,04	2,22	1,85	1,70	1,90	1,83	1,82	1,92	6,06	5,73	1,85	1,70	1,90	1,83	1,82	1,92	6,06	5,73
Ti	0,01	0,00	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,03	0,05	0,01	0,02	0,00	0,01	0,42	0,18	0,03	0,05	0,01	0,02	0,00	0,01	0,42	0,18
Al	2,05	1,99	1,46	1,78	1,88	1,95	1,74	0,23	0,44	0,09	0,31	0,29	0,09	2,43	2,95	0,23	0,44	0,09	0,31	0,29	0,09	2,43	2,95
Fe	1,52	1,34	0,00	0,04	0,05	0,05	0,03	0,28	0,38	0,70	0,61	0,95	0,53	1,33	1,67	0,28	0,38	0,70	0,61	0,95	0,53	1,33	1,67
Mn	0,05	0,03	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	n. d.	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	n. d.
Mg	0,79	1,16	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,77	0,72	1,32	1,13	0,87	1,37	2,84	2,97	0,77	0,72	1,32	1,13	0,87	1,37	2,84	2,97
Ca	0,67	0,50	0,48	0,76	0,89	0,95	0,83	0,82	0,72	0,04	0,08	0,07	0,08	1,76	1,81	0,82	0,72	0,04	0,08	0,07	0,08	1,76	1,81
Na	n. d.	n. d.	0,53	0,26	0,10	0,00	0,21	0,04	0,02	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,71	0,32	0,04	0,02	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,71	0,32
K	n. d.	n. d.	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,17	0,30	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0,17	0,30
Total	**8,03**	**8,01**	**5,02**	**5,04**	**5,02**	**4,99**	**5,02**	**4,03**	**4,04**	**4,05**	**4,00**	**4,03**	**4,03**	**15,74**	**15,92**	**4,03**	**4,04**	**4,05**	**4,00**	**4,03**	**4,03**	**15,74**	**15,92**
Alm	50,2	44,2																					
Py	26,0	38,4																					
Gro	22,0	16,4																					
Spe	1,8	1,0																					
Ab			51,5	25,5	10,2	0,0	20,2																
An			46,6	74,5	89,9	100	79,8																
Or			1,9	0,0	0,0	0,0	0,0																
En								43,2	42,3	63,9	61,3	46,2	69,2										
Fs								10,7	15,4	34,0	34,1	50,2	26,9										
Wo								46,1	42,3	2,1	4,6	3,6	3,9										

1. táblázat. A gránát granulitokban előforduló ásványok repezentatív összetételei, a számított kationszámok és szélső tagok. Rövidítések: Grt—gránát, Fp1—kőzetalkotó földpát, Fp2—az amfibol olvadásából származó földpát, Fp3—az első típusú szimplektit földpátja, Fp4—a második típusú szimplektit földpátja, Cpx1—kőzetalkotó klinopiroxén, Cpx2—az amfibol olvadásából származó klinopiroxén, Opx1a—sabar-hegyi kőzetalkotó ortopiroxén, Opx1b—szentbékkállai kőzetalkotó ortopiroxén, Opx2—az első típusú szimplektit ortopiroxénje, Opx3—az amfibol olvadásából származó ortopiroxén, Am—kőzetalkotó amfibol, n. d.—nem detektált, Ab—albit, An—anortit, Or—ortoklász, En—ensztatit, Wo—wollastonit, Fs—ferroszilit, Alm—almandin, Py—pirop, Gro—grosszulár, Spe—spessartin, FeO_t—a teljes vastartalom FeO-ra vonatkoztatva

Table 1. Representative analyses, calculated cation numbers and end members of minerals occurring in garnet granulites. Abbreviations: Grt—rock-forming garnet, Fp1—rock-forming feldspar, Fp2—feldspar from amphibole melting, Fp3—feldspar from type 1 symplectite, Fp4—feldspar from type 2 symplectite, Cpx1—rock-forming clinopyroxene, Cpx2—clinopyroxene from amphibole melting, Opx1a—rock-forming orthopyroxene from Sabar-hegy, Opx1b—rock-forming orthopyroxene from Szentbékkálla, Opx2—orthopyroxene of type 1 symplectites, Opx3—orthopyroxene from amphibole melting, Am—rock-forming amphibole, n. d.—not detected, Ab—albite, An—anorthite, Or—orthoclase, En—enstatite, Wo—wollastonite, Fs—ferrosilite, Py—pyrope, Gro—grossulare, Spe—spessartite, FeO_t—total iron content in FeO

A gránátok almandin, pirop, grosszulár és spessartin szilárd oldatának tekinthetők, összetételük többé-kevésbé egységes ($Alm_{38,3-48,6}Py_{32,7-44,6}Gro_{15,4-17}Spe_{1,5-2,4}$), kémiai zónásságot nem mutatnak.

A négy különböző szöveti helyzetben megjelenő földpátgeneráció kémiai összetételben is mutat eltérést. A gránát granulit ásványtársulásban megjelenő kőzetalkotó földpát, mely gránáttal, klinopiroxénnel, ortopiroxénnel, esetleg amfibollal tart egyensúlyt, intermedier összetételű ($Ab_{50,7-56,1}An_{43,2-47}Or_{0,75-2,5}$). Az amfibol olvadásából keletkezett, klinopiroxénnel, opakásványokkal, esetleg ortopiroxénnel vagy olivinnel egyensúlyban levő földpát az előzőnél bázikusabb ($Ab_{29,3-35,3}An_{62-69,6}Or_{1,1-1,8}$). A gránát szétesése során az első típusú szimplektitben Al-gazdag ortopiroxénnel és spinellel egyensúlyban jelennek meg a legbázisosabb plagioklászok ($Ab_{4,1-20}An_{80-94,6}Or_{0-1,5}$). Ezek közül a legnagyobb albittartalmú plagioklászt durvaszemcsés, újrakristályosodott, míg a tiszta anortitot finomszemcsés szimplektitben mértük. A második típusú szimplektitben található, olivinnel egyensúlyt tartó földpát összetétele az újrakristályosodott szimplektitéhez közeli ($Ab_{20,2-23,5}An_{76,5-79,8}$).

Az eltérő szöveti környezetben megjelenő klinopiroxének összetétele különböző, bár a konvencionális ensztatit–wollastonit–ferroszilit piroxéndiagramon nem alkotnak külön csoportot. A kőzetalkotó klinopiroxén Al_2O_3- (5,2–6,7 súly%) és TiO_2- (1 súly% alatt) tartalma alacsonyabb, mint az amfibol olvadásakor keletkező klinopiroxéné (Al_2O_3 = 5,4–10,1 TiO_2 = 1,1–2,1 súly%).

Három, kémiailag és szövetileg is különböző ortopiroxén generáció volt kimutatható. A gránát granulitban kőzetalkotó ortopiroxének Al_2O_3-tartalma a két lelőhelyen nem teljesen azonos. A sabar-hegyi mintákban alacsonyabb (1,6–3,2 súly%), mint a szentbékkállaiakban (3,9–7,2 súly%). A gránát bomlásából származó első típusú szimplektitben megjelenő ortopiroxén, mely spinellel és anortittal tart egyensúlyt, a kőzetalkotó ortopiroxéneknél több ferroszilitet tartalmaz. Ebben a típusban különösen nagy volt az Al_2O_3-tartalom (5,3–11,4 súly%), mely egyes zónás ásványokban a magtól (7,0–7,4 súly%) a zóna (9,2–10,1 súly%) felé nőtt. Az amfibol olvadásakor esetlegesen keletkező ortopiroxének Al_2O_3-tartalma közepes (2,1–4,8 súly%), és az első típushoz hasonló mennyiségben tartalmaznak ensztatitot.

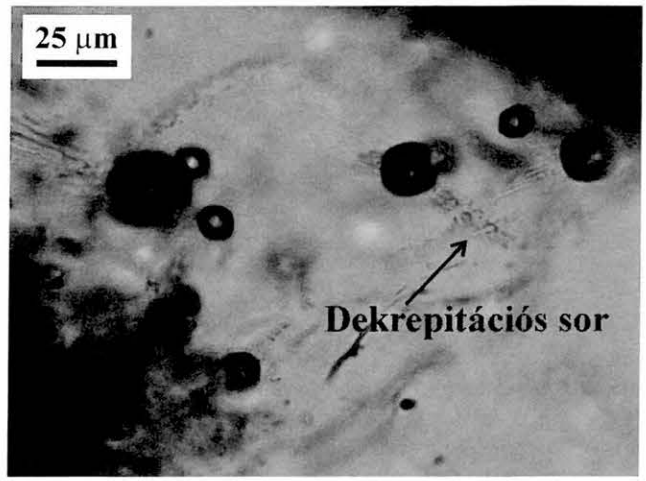
Az amfibolok összetétele a szöveti helyzettől függetlenül egységes, többnyire pargasitos. A TiO_2-tartalom 2,7–5,0 súly% között változik.

4. Fluidzárvány-vizsgálatok

A kőzetalkotó ásványokba képződésük, illetve utólagos folyamatok során 1–50 μm-es fluidfázisú buborékok záródtak be. Különösen gyakoriak földpátokban és klinopiroxénekben, továbbá amfibolokban is előfordulnak igen kis méretű zárványok.

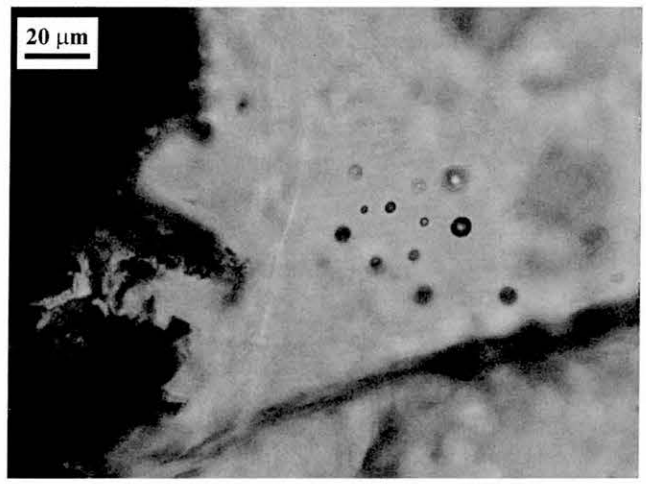
Szöveti helyzetük alapján három csoportot különböztethetünk meg:

1. magányos zárványok,
2. néhány zárványból álló csoportok *(5. ábra)*,
3. ásványon belüli vagy ásványokat átszelő repedések mentén megjelenő zárványok *(6. ábra)*.



5. ábra. Csoportosan előforduló elsődleges fluidzárványok. A nyíllal jelölt zárvány dekrepitálódott, amit a repedésben megjelenő dekrepitációs sor mutat

Fig. 5. Group of primary fluid inclusions. The arrow shows a decrepitated fluid inclusion, which is marked by the decrepitation tail in the fissure



6. ábra. Sorokba rendeződött másodlagos fluidzárványok mikroszkópi képe. A zárványsorok által kirajzolt sík szöget zár be a kép síkjával

Fig. 6. Photomicrograph of secondary fluid inclusion trails. The plane defined by the trails intersects the plain of the photomicrograph in oblique angle

Ezek közül az első két csoportba tartozók az ásvány kristályosodása során bezáródott ún. elsődleges zárványok, míg a harmadik csoportba sorolhatók az ún. másodlagos zárványok, melyek létrejötte az ásványok képződése utáni repedések mentén történt fluidumvándorláshoz köthető.

Az elsődleges fluidzárványok általában egyfázisúak, néha ismeretlen szilárd fázis is megjelenik bennük. Alakjuk általában izometrikus vagy enyhén ovális. Sajnos a legtöbb felnyílt (dekrepitálódott), amit a zárványokat övező repedésekben kialakult dekrepitációs sor, vagy a körkörösen megjelenő, apró zárványokból álló dekrepitációs udvar bizonyít (5. ábra). A mérésekhez igyekeztünk olyanokat választani, ahol dekrepitációra

utaló jel mikroszkópban nem volt megfigyelhető. A másodlagos fluidzárványok gyakran fordulnak elő szilikátolvadék-zárványok társaságában, vagy összetett szilikát + fluid-tartalmú zárványokként.

A fluidzárványméréseket az ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék Litoszféra Fluidumkutató Laboratóriumának USGS, valamint az ELTE Ásványtani Tanszékének Chaixmeca típusú hűthető-fűthető tárgyasztalú mikroszkópjai alatt végeztük, melyek kalibrációja azonos szintetikus fluidzárványokkal és ismert összetételű vegyszerekkel történt. A mérés első lépésében megfagyasztottuk a zárványokat és mértük az olvadáspontot, második lépésben addig melegítettük, míg el nem tűntek a fázishatárok, ekkor kaptuk a homogenizációs hőmérsékletet. Az olvadáspont minőségi információt nyújt a zárványt alkotó anyag(ok)ról, míg a két hőmérsékleti adat együttesen alkalmas a zárvány sűrűségének meghatározására [ROEDDER 1984].

Az elsődleges zárványoknál mért olvadáspontok (–62,3 °C-tól –57,7 °C-ig) erősen szórnak, de közel esnek a CO_2 hármaspontjához *(7a. ábra)*. A homogenizációs hőmérsékletek szintén tág határok között változnak (+4,8 °C-tól –37,0 °C-ig) *(7b. ábra)*. A másodlagos fluidzárványok olvadáspontjai az előzőkkel ellentétben igen szűk intervallumba esnek (–56,6°C-tól –58,5°C-ig), és alig térnek el a CO_2 hármaspontjától (7a. ábra). Az itt mért homogenizációs hőmérsékletek szintén kisebb szórást mutatnak (0,8 °C-tól +9,4 °C-ig), és részben átfednek az elsődleges zárványokon mért hasonló adatokkal (7b. ábra).

5. Az eredmények értékelése

Ásványegyensúlyok és termobarometria

A petrográfiai megfigyelések alapján elkülönítettünk négy ásványtársulást, melyek feltehetőleg különböző időpontban, más-más p–T-viszonyok között keletkeztek.

A szöveti bélyegek alapján három ásványtársulás keletkezése egyértelmű relatív időrendbe tehető. Elsőként a gránát granulit, majd az első típusú gránát utáni szimplektit, végül a második típusú gránát utáni szimplektit képződött, hiszen a szimplektitek ebben a sorrendben nőnek a gránátra. Az amfibol olvadása során keletkezett ásványtársulás felülírja a gránát granulit szemcsehatárait (2b. ábra), ezért biztosan annak képződését követően jött létre, ám a szöveti információk alapján nem illeszthető be egyértelműen az előbbi sorba.

Az irodalomból ismert ásványegyensúlyi reakciók segítségével meghatározhatók azok a p–T-viszonyok, melyek között az egyes ásványtársulások minden tagja stabil *(8. ábra)*. Ez a relatív keletkezési sorrend ismeretében lehetőséget ad arra, hogy egyfajta p–T utat állítsunk fel. Az egymással egyensúlyban levő ásványok esetében geotermo-barometriai számítások végezhetők, amivel az adott ásványpár keletkezési hőmérséklete és/vagy nyomása módszertől függően akár ±50 °C és/vagy ±0,05–0,1 GPa pontossággal adható meg.

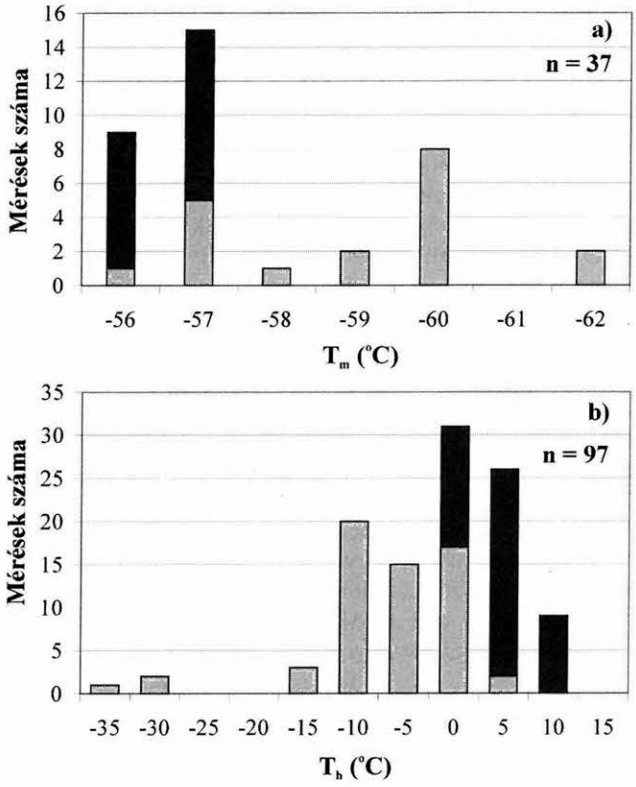
A gránát granulit stabilitási mezejét (8. ábra) a gránát, plagioklász, klinopiroxén és ortopiroxén együttes jelenléte határozza meg. Sabar-hegyen ezt tovább szűkíti az amfibol jelenléte. Az alsó hőmérsékleti határt az ortopiroxén megjelenése (800–830 °C) adja [PATTISON et al. 2003]. A hőmérséklet felső korlátja a sabar-hegyi granulitokban a pargasitos amfibol olvadása (1 GPa nyomáson kb. 1000 °C) [WYLLIE, WOLF 1993], míg Szentbékkállán a gránát szétesése jelenti. A

gránát = Al-ortopiroxén + anortit + spinell

reakció 1 GPa nyomáson kb. 1150 °C-on megy végbe. [ZANG et al. 1993]. Az alsó nyomáshatárt szintén a gránát kilépése adja, a

gránát + klinopiroxén + ortopiroxén + plagioklász =
= klinopiroxén + ortopiroxén + plagioklász

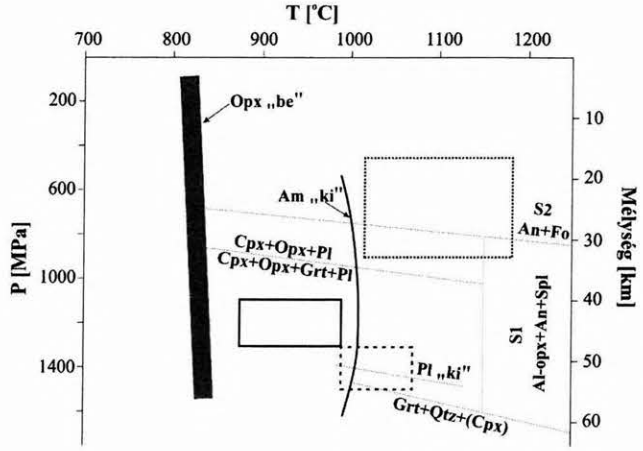
reakció mafikus granulitokban 0,9–1 GPa nyomáson zajlik le [IRVING 1974]. A nyomás maximuma a plagioklász eltűnéséhez, azaz a granulit eklogittá alakulásához köthető, mely 1000 °C-on 1,4–1,5 GPa nyomáson megy végbe [KUSHIRO, YODER 1966; ADAM et al. 1992].



7. ábra. Fluidzárványokon mért olvadáspontok (*a*) és homogenizációs hőmérsékletek (*b*) gyakorisága. A fekete oszlopok az elsődleges, a szürkék a másodlagos zárványok mikrotermometriai adatait mutatják

Fig. 7. Melting points (*a*) and homogenization temperatures (*b*) measured on primary (black columns) and secondary (grey columns) fluid inclusions

A szentbékkállai gránát granulit maximális képződési hőmérsékletét jelentő gránát szétesési reakció szabja meg az első típusú szimplektit stabilitásának alsó hőmérsékleti határát is. Az alsó nyomáshatárt az Al-ortopiroxén bomlása adja [ZANG et al. 1993]. Ezen ásványtársulás megjelenése hőmérséklet-emelkedést jelent. A második típusú szimplektit (4. ábra) olivinje 1100 °C-on maximálisan 0,8 GPa nyomáson stabil [KUSHIRO, YODER 1966], tehát az előzőkhöz képest jelentős nyomáscsökkenést bizonyít (8. ábra).



8. ábra. A bázisos granulitok ásványegyensúlyai. A folyamatos, szaggatott, illetve pontozott vonallal keretezett területek rendre a sabar-hegyi és a szentbékkállai gránát granulitok, illetve az amfibol olvadástermékeinek képződési viszonyait jelzik a geotermo-barometria alapján. Az első, ill. a második típusú szimplektit stabilitási mezejét S1, ill. S2 jelzi. Rövidítések: Am—amfibol, An—anortit, Cpx—klinopiroxén, Fo—forsterites olivin, Grt—gránát, Opx—ortopiroxén, Pl—plagioklász, Qtz—kvarc, Spl—spinell

Fig. 8. Mineral equilibria of mafic garnet granulites. Areas bordered by continuous, broken and dotted lines represent the conditions of formation of garnet granulites form Sabar-hegy, Szentbékkálla and the melting product of amphiboles respectively according to geothermobarometry. Stability fields of type 1 and 2 symplectites are marked by S1 and S2, respectively. Abbreviations: Am—amphibole, An—anortite, Cpx—clinopyroxene, Fo—forsteritic olivine, Grt—garnet, Opx—orthopyroxene, Pl—plagioclase, Qtz—quartz, Spl—spinel

Az amfibol olvadásának termékei egyértelműen a gránát stabilitási mezején kívül keletkeztek. A

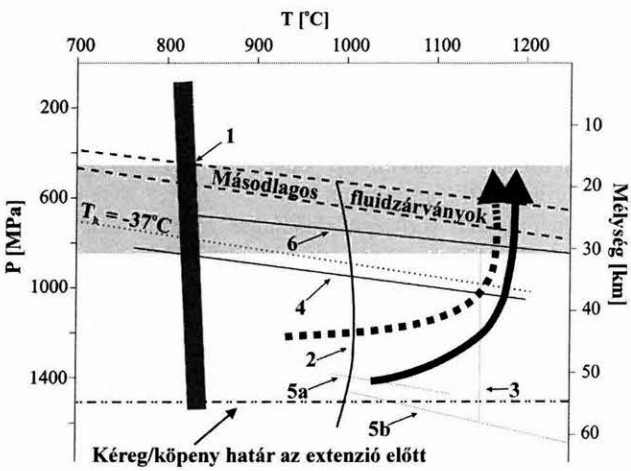
plagioklász + klinopiroxén + Fe–Ti-oxidok ± ortopiroxén

ásványtársulás 0,8–1 GPa között jött létre, míg az olivin megjelenése csak 0,8 GPa nyomás alatt lehetséges [KUSHIRO, YODER 1966] (8. ábra).

A gránát granulit képződési p–T-viszonyok pontosítására az ásványok összetételének ismeretében geotermobarometriai számításokat végeztünk gránát–ortopiroxén–plagioklász ásványegyüttesre PATTISON et al. [2003] leírása alapján a TWQ 2.02 program [BERMAN 1991] segítségével és klinopiroxén–ortopiroxén ásványpárokra [WOOD, BANNO 1973]. Az első ásványegyüttest felhasználó TWQ 2.02 program alapján az amfiboltartalmú gránát granulitok 880–990 °C és 1,1–1,3 GPa, míg a szentbékkállai amfibolmentes granulitok 1010–1070 °C és 1,3–1,5 GPa között képződtek. A klinopiroxén-ortopiroxén termométert [WOOD, BANNO 1973] alkalmazva a hőmérséklet a sabarhegyi granulitokban 890–950 °C-nak, a szentbékkállaiakban 990–1040 °C-nak adódott.

Az amfibol olvadásából származó klinopiroxén–ortopiroxén pár 1030–1170 °C-on volt egyensúlyban. A nyomásviszonyok pontosításához NIMIS [1995] klinopiroxén barométerét használtuk fel. Eszerint az amfibol olvadása 0,9–0,5 GPa között zajlott le.

A petrográfia, ásványegyensúlyok és termobarometria alapján felállítható p–T utat a *9. ábra* szemlélteti. A gránát granulit az extenzió előtti vastag kéregben, 1,1–1,5 GPa nyomáson, 880–1070 °C hőmérsékleten képződött, mely hibahatáron belül egyezik EMBEY-ISZTIN et al. [2003] adataival. Ez a nyomástartomány 2,7 g/cm^3-es átlagos kéregsűrűséggel számolva 41–55 km-es mélységet reprezentál. Az extenzió során lejátszódó 100–300 °C-os hőmérséklet-emelkedést a gránátot helyettesítő első típusú szimplektit és az amfibol olvadása is bizonyítja (8. ábra). Az amfibol bomlástermékeinek stabilitási mezeje, valamint a számított képződési nyomások arra utalnak, hogy az amfibol olvadása már a gránát stabilitási mezején kívül, az első típusú szimplektit képződésekor megindult és folytatódott az olivin + plagioklász stabilitási mezején belül is. A gránát granulit képződési körülményeihez képest 0,3–0,7 GPa nyomáscsökkenés hatására alakult ki a második típusú szimplektit maximálisan 0,8 GPa nyomáson, azaz 30 km-es mélységben. A geofizikai módszerekkel meghatározott jelenlegi kéregvastagság (a vizsgált területen kb. 30 km) [MITUCH, POSGAY 1972; POSGAY et al. 1986, 1991] jól egyezik az általunk számított adatokkal.



9. ábra. A gránát granulit által bejárt p–T út a szentbékkállai (folyamatos vonal) és a sabar-hegyi (pöttyözött vonal) minták alapján. A másodlagos fluidzárványok izochorjait vékony szaggatott, a legsűrűbb elsődlegesét vékony pontozott vonallal jelöltük. A szürke téglalap a jelenlegi alsó kéreg nyomásviszonyait reprezentálja. Az általunk számított extenzió előtti kéreg/köpeny határt vastag pontvonal jelzi. A felhasznált ásványreakciókat a következő számokkal jelöltük: 1—az ortopiroxén belépése, 2—az amfibol olvadása, 3—az első típusú szimplektit képződése, 4—a gránát kilépése, 5a—a plagioklász kilépése ADAM et al. [1992] szerint, 5b—a plagioklász kilépése KUSHIRO és YODER [1966] szerint, 6—a második típusú szimplektit képződése

Fig. 9. p–T path of garnet granulites from samples from Sabarhegy (dotted line) and Szentbékkálla (continuous line). Isochors of secondary fluid inclusions and the most dense primary fluid inclusion are marked by thin broken line and thin dotted line. The grey rectangle represents pressure conditions of present day lower crust. Thick stipple shows the thickness of lower crust prior to extension. The used mineral reactions are marked by numbers as follows: 1—orthopyroxene "in", 2—melting of amphibole, 3—formation of type 1 symplectite, 4—garnet "out", 5a—plagioclase "out" ([ADAM et al. 1992], 5b—plagioclase "out" [KUSHIRO, YODER 1966], 6—formation of type 2 symplectite

A bázisos granulit ásványegyensúlyai (8. ábra) alapján a jelenlegi bázisos összetételű alsó kéregben a gránát granulit nem stabil, ehelyett a kisnyomású granulitokra jellemző

olivin + plagioklász + ortopiroxén + klinopiroxén

ásványegyüttes van jelen. A Dunántúli-középhegység legnagyobb kéregvastagsággal jellemezhető részein a kéreg alján a kisnyomású ásványegyüttest felválthatja a közepes nyomású bázisos granulitokra jellemző

ortopiroxén + klinopiroxén + plagioklász

együttes. A granulitos ásványegyüttesek csak 800 °C felett stabilak [PATTISON et al. 2003]. Ha ennél alacsonyabb a hőmérséklet, akkor elvileg amfibolit fáciesű ásványegyüttes lenne stabil, ám ennek kialakulásához jelentős mennyiségű vízre van szükség. Ennek hiányában a granulitos ásványegyüttes metastabilan hosszú ideig fennmaradhat.

Fluidzárvány-vizsgálatok

Az elsődleges zárványoknál mért jelentős olvadáspont-csökkenés arra utal, hogy a zárványok CO_2 mellett N_2-t és/vagy CH_4-t és/vagy CO-ot is tartalmaznak.

A másodlagos zárványok főleg CO_2-ból állnak. A kismértékű olvadáspont-csökkenés alapján feltételezhető más komponensek jelenléte, de jóval kisebb mennyiségben, mint az elsődleges zárványok esetén.

A FLINCOR program [BROWN 1989] segítségével a homogenizációs hőmérséklet és az olvadáspont alapján kiszámítottuk a zárványok sűrűségét. Az ebből kapott izochorokat a 9. ábra mutatja be.

A legnagyobb sűrűségű elsődleges zárvány izochorja is csak megközelíti a gránát granulit stabilitási mezejét, ami arra utal, hogy a zárvány sűrűsége valamelyest csökkent a kezdeti értékhez képest, annak ellenére, hogy nem mutat mikroszkópban megfigyelhető dekrepitációs jeleket. A homogenizációs hőmérsékletek elnyúlt hisztogramjáról (7b. ábra) leolvasható, hogy a mért elsődleges zárványok különböző mértékű térfogat-növekedésen mentek keresztül a kéreg kivékonyodása során. A jelenséget, miszerint nagy nyomású és hőmérsékletű rendszerekben a zárványok folyamatos térfogat-növekedést (sűrűségcsökkenést) szenvedhetnek, VITYK és BODNAR [1995] már korábban is leírta.

A másodlagos zárványok izochorjai azt mutatják, hogy a fluidumok a gránát utáni második típusú (olivin + plagioklász) szimplektit stabilitási mezejében záródtak be 0,6–0,7 GPa nyomáson, a mai alsó kéregnek megfelelő mélységben. Az elsődleges és másodlagos zárványok homogenizációs hőmérsékleteinek átfedése azt mutatja, hogy az elsődleges zárványok egy része a kiemelkedés okozta térfogat-növekedés után a másodlagos zárványok képződési körülményei között jutott újra egyensúlyba.

A fluidzárványmérések eredményei szerint az alsó kérget CO_2-gazdag fluidumok uralták mind az extenzió előtt, mind pedig utána. Ez az eredmény jól összevág mind a granulit xenolitokról, mind a kiemelkedett granulitos terrénumokról az irodalomban közölt adatokkal [pl. SELVERSTONE 1982; VAN DEN KERKHOF, OLSEN 1990; SRIKKANTAPPA et al. 1992; VAN DEN KERKHOF et al. 1994; ERTAN, LEEMAN 1999; ANDERSEN et al. 1993; TOURET 1995].

6. Következtetések

A sabar-hegyi és szentbékkállai, alsó kéreg eredetű granulitok alapján felállítható az alsó kéreg kőzetei által bejárt p–T út a Pannon-medence extenzióját megelőző állapottól a pliocén alkáli bazaltos vulkanizmus időpontjáig:

1. A kéreg maximális vastagsága az extenzió előtt a sabar-hegyi granulitok alapján 48 km, a szentbékkállaiak szerint 55 km volt, az alsó kéreg hőmérséklete 880–1070 °C között változott. Ebben a fázisban az alsó kéregben CO_2-gazdag fluidum volt jelen, mely elsődleges zárványokként záródott be a gránát granulit kőzetalkotó ásványaiba.
2. Az általunk megrajzolt p–T út arra enged következtetni, hogy az extenzió során a kéregkivékonyodás kezdeti szakaszában az alsó kéreg jelentősen (100–300 °C) felmelegedett.
3. A kezdeti felmelegedés után nagymértékű nyomáscsökkenés (minimum 0,3–0,7 GPa), azaz kéregkivékonyodás következett be. A kivékonyodott kéreg vastagsága kb. 30 km volt. Az extenzió során az elsődleges fluidzárványok egy része a nyomáscsökkenés során felnyílt, majd a kivékonyodott alsó kéregben újra egyensúlyba jutott. A másodlagos fluidzárványok is ebben a mélységben záródtak be.
4. Az alkáli bazaltos vulkáni működés 3,5–5,5 millió évvel ezelőtt felszínre hozta a gránát granulitokat xenolit formájában.

Az általunk számított extenzió előtti, valamint a geofizikai mérésekkel is igazolt mai kéregvastagság alapján a maximális kéregkivékonyodási tényező: $\beta = 1{,}6–1{,}8$. Ezt összevetve HUISMANS et al. [2001] modelljével, miszerint a Pannon-medence extenziójának első fázisában $\beta = 1{,}4–1{,}6$, a második fázisban $\beta = 1{,}1$ kéregkivékonyodási tényező volt jellemző, jó egyezést kapunk, hiszen a két hatás együttesen $\beta = 1{,}5–1{,}8$ értéket eredményez.

Ásványegyensúlyi megfontolások alapján a jelenlegi bázisos összetételű alsó kéregben a gránát granulit nem stabil, ehelyett kis, nagyobb kéregvastagság esetén közepes nyomású ásványegyüttesek fordulnak elő. 800 °C-nál alacsonyabb hőmérséklet esetén amfibolit is elképzelhető. A mai alsó kéregben gránát granulit legfeljebb metastabil reliktumként fordulhat elő.

A kapott eredmények több, független módszerekkel alátámasztott információt szolgáltatnak a kéreg kivékonyodásának mértékéről és folyamatáról, melyek lehetőséget teremtenek a geofizikai eredmények ellenőrzésére, a modellek pontosítására.

Köszönetnyilvánítás

Köszönetünket fejezzük ki az Országos Tudományos Kutatási Alapnak (T034922 sz. pályázat), az Oktatási Minisztériumnak (Békésy György posztdoktori ösztöndíj), a Magyar Tudományos Akadémiának (Bolyai-ösztöndíj) és a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratóriumnak anyagi támogatásukért, valamint MOLNÁR Péternek munkánk korai fázisában nyújtott segítségéért. Ez a munka a Litoszféra Fluidum Kutató Laboratórium 17. publikációja.

HIVATKOZÁSOK

ADAM J., GREEN T. H., DAY R. A. 1992: An experimental study of two garnet pyroxenite xenoliths from the Bullenmerri and Gnotuk Maars of Western Victoria, Australia. Contrib. Mineral. Petrol. **111**, 505–514

ANDERSEN T., AUSTRHEIM H., BURKE E. A. J., ELVEVOLD S. 1993: N_2 and CO_2 in deep crustal fluids: evidence from the Caledonides of Norway. Chem. Geol. **108**, 113–132

BALOGH K., JÁMBOR Á., PARTÉNYI Z., RAVASZNÉ BARANYAI L., SOLTI G. 1982: A dunántúli bazaltok K/Ar radiometrikus kora. MÁFI Évi Jelentés 1980-ról

BALOGH K., ÁRVA-SOÓS E., PÉCSKAY Z. 1986: K/Ar dating of post-Sarmatian alkali basaltic rocks in Hungary. Acta Miner. Petrol. Szeged, **28**, 75–93

BERMAN R. G. 1991: Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications. Canad. Mineral. **29**, 833–855

BROWN P. E. 1989: FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. Amer. Mineral. **74**, 1390–1393

DOBOSI G., KEMPTON P., DOWNES H., EMBEY-ISZTIN A, THIRLWALL M., GREENWOOD P. 2003: Lower crustal xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary. Part 2: Sr-Nd-Pb-Hf and O isotope evidence for formation of continental lower crust by tectonic emplacement of oceanic crust. Contrib. Mineral. Petrol. **144**, 671–683

EMBEY-ISZTIN A., SHARBERT H. G., DIETRICH H., POULTIDIS H. 1990: Mafic granulites and clinopyroxenite xenoliths from the Transdanubian Volcanic Region (Hungary): implications for the deep structure of the Pannonian Basin. Mineral. Mag. **54**, 463–483

EMBEY-ISZTIN A., DOWNES H., JAMES D. E., UPTON B. G. J., DOBOSI G., INGRAM G. A., HARMON R. S., SCHARBERT H. G. 1993: The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, Eastern Central Europe. J. Petrol. **34**, 317-343

EMBEY-ISZTIN A., DOWNES H., KEMPTON P., DOBOSI G., THIRLWALL M. 2003: Lower crustal xenoliths from the Pannonian Basin, Hungary. Part 1: mineral chemistry, thermobarometry and petrology. Contrib. Mineral. Petrol. **144**, 652–670

ERTAN I. E., LEEMAN W. P. 1999: Fluid inclusions in mantle and lower crustal xenoliths from the Simcoe volcanic field, Washington. Chem. Geol. **154**, 83–95

HARANGI Sz. 2001: Volcanology and petrology of the Late Miocene to Pliocene alkali basaltic volcanism in the Western Pannonian Basin. *In*: ÁDÁM A., SZARKA L. (*Eds*): PANCARDI 2001 Field Guide, Sopron, 51–81

HORVÁTH F. 1993: Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian Basin. Tectonophysics **226**, 333–357

HUISMANS R. S., PODLADCHIKOV Y. Y., CLOETINGH S. 2001: Dynamic modeling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian Basin. Tectonics **20**, 1021–1039

IRVING A. J. 1974: Geochemical and high-pressure experimental studies of garnet pyroxenite and pyroxene granulite xenoliths from the Delegate Basaltic pipes, Australia. J. Petrol. **15**, 1–40

JUGOVICS L. 1969: A dunántúli bazalt és bazalttufa területek. MÁFI Évi Jelentés 1967-ről

KEMPTON P., DOWNES H., EMBEY-ISZTIN A. 1997: Mafic granulite xenoliths in Neogene alkali basalts from the Western Pannonian Basin: insights into the lower crust of a collapsed orogen. J. Petrol. **38**, 941–970

KUSHIRO I., YODER H. S. 1966: Anorthite-forsterite and anorthite-enstatite reactions and their bearing on the basalt-eclogite transformation. J. Petrol. **7**, 3, 337–362

MITUCH E., POSGAY K. 1973: The crustal structure of Central and Southeastern Europe based on the results of explosion seismology, Hungary. Geofiz. Közl. (special edition), 118–129

NIMIS P. 1995: A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. Contrib. Mineral Petrol. **121**, 115–125

PATTISON D. R. M. 2003: Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet+clinopyroxene+plagioclase±quartz-bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. J. Metam. Geol. **21**, 21–34

POSGAY K., ALBU I., MAYEROVA M., NAKLADALOVA Z., IBRMAJER I., BLIŽKOVSKÝ M., ARIÇ K., GUTDEUTSCH R. 1991: Contour map of the Mohorovičić discontinuity beneath Central Europe. Geophys. Trans. **36**, 7–13

POSGAY K., ALBU I., RÁNER G., VARGA G. 1986: Characteristics of the reflecting layers in the Earth's crust and upper mantle in Hungary. *In*: BARAZANGI M., BROWN L. (*Eds*) Reflection seismology: a global perspective. Geodyn. Ser. **13**, 55–65

ROEDDER E. 1984: Fluid inclusions. Reviews in Mineralogy **12**, p. 646

SELVERSTONE J. 1982: Fluid inclusions as petrogenetic indicators in granulite xenoliths, Pali-Aike Volcanic Field, Chile. Contrib. Mineral. Petrol. **79**, 28–36

SRIKKANTAPPA C., RAITH M., TOURET J. L. R. 1992: Synmetamorphic high density carbonic fluids in the lower crust: evidence from the Nilgiri granulites, Southern India. J. Petrol. **33**, 733–760

STEGENA L., GÉCZY B., HORVÁTH F. 1975: Late Cenozoic evolution of the Pannonian Basin. Tectonophysics **26**, 71–90

SZABÓ Cs., HARANGI Sz., CSONTOS L. 1992: Review of neogene and Quaternary volcanism of the Carpathian-Pannonian Region. Tectonophysics **208**, 243–256

TÖRÖK K. 1994: Crustal xenoliths from the Pliocene alkaline basalts from the Balaton Highland (W-Hungary). — IMA 16th General Meeting, Abstracts, p. 411

TOURET J. L. R. 1995: The role and nature of fluids in the continental lower crust. Mem. Geol. Soc. India **34**, 143–160

VAN DEN KERKHOF A. M., TOURET J. L. R., KREULEN R. 1994: Juvenile CO_2 in enderbites of Tromoy near Arendal, Southern Norway: A fluid inclusion and stable isotope study. J. Metam. Geol. **7**, 243–260

VAN DEN KERKHOF A. M., OLSEN S. N. 1990: A natural example of superdense CO_2 inclusions: microthermometry and Raman analyses. Geochim. Cosmochim. Acta **54**, 895–901

VITYK M., BODNAR R. J. 1995: Do fluid inclusions in high-grade metamorphic terranes preserve peak metamorphic density during retrograde decompression? Amer. Mineral. **80**, 641–644

WOOD B. J., BANNO S. 1973: Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. Contrib. Mineral. Petrol. **42**, 109–124

WYLLIE P. J., WOLF M. B. 1993: Amphibolite dehydration melting: sorting out the solidus. *In*: PRICHARD H. M., ALABASTER T., HARRIS N. B. W., NEARY C. R. (*Eds*) Magmatic processes and plate tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ. **76**, 405–416

ZANG Q., ENAMI M., SUWA K. 1993: Aluminian orthopyroxene in pyrometamorphosed garnet megacryst from Liaoning and Shandong provinces, Northeast China. — Eur. J. Mineral. **5**, 153–164